北部北上山地の低温広域変成岩類

I. 区界-盛岡地域

Low-temperature regional metamorphic rocks in the northern
Kitakami Mountains. I. Kuzakai-Morioka area.

大 貫	仁 (Hitoshi Onuki)*
柴 正	敏 (Masatoshi Shiba)*
香 川 浩	昭 (Hiroaki Kagawa)*
堀	弘 (Hiroshi Hori)*

A pumpellyite-occurring zone can be distinguished from a biotite-occurring zone in the Paleozoic to Mesozoic terrain of the Kuzakai-Morioka area, northern Kitakami Mountains. The former is presumably a remnant of earlier low-temperature regional metamorphism, while the latter a recrystallized product by the later contact metamorphism due to Cretaceous granitic intrusions.

In the pumpellyite-occurring zone the characteristic mineral assemblage is epidote+pumpellyite+chlorite+actinolite in greenstones and phengitic muscovite+chlorite in pelitic rocks. Prehnite occurs only as a vein-forming mineral in greenstones, but is found rarely in the matrices of calcareous pelitic and psammitic rocks.

This area had been metamorphosed in the pumpellyite-actinolite facies grade before the Cretaceous intrusions. However, actinolite is confined to occur in relatively Mg-rich greenstones. In the epidote+pumpellyite+chlorite+actinolite assemblage, the $Fe/(Fe+Al)$ ratios of epidote and pumpellyite and the $Mg/(Mg+Fe)$ ratios of chlorite and actinolite tend to be higher in the east than in the west of this area, suggesting a decrease of prevailing temperature eastward during the metamorphism.

The marked gap in the celadonite content of muscovite between the pumpellyite- and biotite-occurring zones, and the sporadic occurrence of zoned epidote showing an abrupt decrease in $Fe/(Al+Fe)$ at its core-rim boundary in a part of the pumpellyite-occurring zone support the idea that the low-grade regional metamorphism took place prior to the contact metamorphism.

1. ま え が き

北上山地の太平洋沿岸の青森県八戸市、岩手県黒崎付近および宮城県気仙沼市大島の三地域に分布する下部白亜系の苦鉄質火山岩類（前二者は陸中層群原地山層、後者は大島層群鼎浦層）にパンベリー石やプレーナイトが出現することが、守屋（1969）により初めて報告された。さらに、Moriya (1972) は北部北上山地内陸部の北部北上帯の葛巻地域においてアルカリ角閃石、スチルプノメレーンが、早池峰構造帯の盛岡地域

においてパンベリー石、プレーナイト、アクチノ閃石およびスチルプノメレーンが、いずれも苦鉄質火山岩類中に出現することを報告した。その後、南部北上山地の下部白亜系については、宮城県牡鹿半島先端部の山鳥層および同県気仙沼市西部の新月層の玄武岩～安山岩類からパンベリー石、プレーナイト、時には沸石が出現することが記載された（滝沢ら, 1974; 島津, 1979）。近年に至り、Shiba *et al.* (1984) により前記葛巻地域のアルカリ角閃石はマグネシオリーベック閃石であることがスチルプノメレーンの化学組成とともに

* 弘前大学理学部地球科学教室
〒036 弘前市文京町 3

(昭和63年11月15日受付
昭和63年11月26日受理)

に報告された。しかし、近年におけるこれらの地域の調査・研究の報告は実際上行われていない。上記の一連の報告は、北上山地において白堊紀中期の花こう岩質岩類の大規模な活動に先立ち広域的な低温変成作用が存在した可能性を示唆している (Moriya, 1972; Shiba *et al.*, 1984)。

筆者らは北部北上山地の各地に点在するこれらの低温変成岩類について、疑問の余地のあったアクリノ閃石の出現状態への検討および従来殆ど報告のない主要変成鉱物の化学組成を明らかにすることを目的とし、調査・研究を行った。ここでは、区界(くざかい)-盛岡地域の低温広域変成岩類の記載を行い、それらに含まれる変成鉱物のエレクトロンプローブ・マイクロアナライザー (JEOL JXA-733, 波長分散系; 以下 EPMA と略記する) による化学分析値を報告する。なお、本論においても若干の検討は行いが、次回に葛巻-南山形地域などに点在する低温広域変成岩類についての報告を行う予定なので、詳細な考察は主として次報以降に記述することとする。また、区界地域と盛岡地域は連続するが、後者はすでに Moriya (1972) により地質学的・岩石学的記載が行われているので、ここでは便宜上区別して扱うことにする。

2. 地質概略

(1) 区界地域

本地域は、北上山地中央部の早池峰山(標高 1914 m)の西北方にあたり、そのほぼ中央の区界峠(標高 751 m)の東に JR 東日本の山田線区界駅(盛岡駅から東へ約 35 km)が位置する。小貫(1981)によれば調査地域内を早池峰-五葉山構造線の北限が北西-南東に走るので、本地域の南西部は早池峰構造帯に、東北部は北部北上帯に属することになる。

本地域においては、早池峰構造帯のみならず北部北上帯においても、地質時代を限定するに足る化石は産しない。盛岡市から釜石市にいたる早池峰構造帯は、主として川井村東部および釜石市付近に産するサング化石、紡錘虫化石によって石炭系-二畳系と考えられてきた(小貫, 1981)。しかし、近年に至りオルドビス系? -シルル系や上部デボン系の存在が指摘されている(例えば、大上ら, 1986; 大上ら, 1987)。一方、北部北上帯は従来主として紡錘虫化石等により二畳系として扱われてきたが、近年の研究によると産出するコノドント化石により二畳系-三畳系と考えられるようになった(小貫, 1981)。また、最近では北部北上帯はジュ

Fig. 1. Geological sketch map of the Kuzakai area.

1, granitic rock; 2, ultramafic rock; 3, chert; 4, greenstone; 5, pelitic rock; 6, fault.

ラ紀の碎屑岩類より成り、石炭紀から三疊紀に至る時代を示す異地性岩塊を含む付加複合体とする考え方がある(箕浦, 1985)。本地域には、主として泥質岩と緑色岩が分布し、珪質岩や砂質岩を伴う。珪質岩は北部北上帯において比較的多い。Fig. 1 に調査地域の地質概略図を示した。これらからなる地層は、推定された早池峰-五葉山構造線の伸びにはほぼ平行に分布し、一般に走向は $N30 \sim 40^\circ W$ 、傾斜は北東あるいは南西に $60 \pm 10^\circ$ である。砂質岩は泥質岩に挟まれて出現し、量的に乏しく、分布も不規則なので、Fig. 1 では泥質岩と共に一括した。貫入岩類としては、早池峰岩体群に属する超苦鉄質岩類(主としてかんらん石単斜輝石岩および蛇紋岩)および白亜紀花こう岩質岩類がいずれも小規模に存在し、玄武岩-安山岩およびひん岩の小岩脈も観察される。

緑色岩は、安山岩-玄武岩質の熔岩、同質の火山碎屑岩類(主に火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩、細粒凝灰岩)および上記の岩脈類により構成される。しばしば比較的急冷を示す単斜輝石デンドライトを含む熔岩、あるいはその岩片を含む火山碎屑岩が存在する。単斜輝石は上記の例のみならず、残晶として存在することが少なくない。また、ホルンブレンドの残晶が見出されることがある。稀にチタンに富む単斜輝石やケルースト閃石の残晶が観察されることがあり、一部にアルカリ岩系に属する岩石が存在したことを示唆している。熔岩・岩脈類は塊状を示すことが多いが、時にやや片状を示すことがある。一方、火山碎屑岩類は弱い片状を示すことが多く、特に細粒岩類では明瞭な片理を示す。

(2) 盛岡地域

盛岡市東部の早池峰構造帯西端部に位置する本地域に分布する低温広域変成岩類については、Moriya (1972)によりすでに記載が行われ、変成鉱物の分布なども示されているので、地質図などは省略する。調査地域(盛岡市北東部浅岸一米内付近)は、緑色岩を主とし、泥質-砂質岩類、チャートがそれに次ぎ、蛇紋岩および石英閃緑岩が小岩体として貫入する。この地域の赤色チャートから三疊紀のコノドントが見出されたので(佐々木, 1982)、早池峰構造帯の一部には、三疊系が含まれている。早池峰超苦鉄質岩体群の主岩体の北東に分布する早池峰構造帯は、主として中生層により構成される可能性を指摘できるだろう。

本調査地域の緑色岩は、主に玄武岩類および同質の火山碎屑岩類(火山角礫岩、凝灰角礫岩を主とする)によって構成され、安山岩類も存在する。また、枕状熔

岩が見出される。これらには、単斜輝石初成結晶が残存する例が多い。泥質岩は、緑色岩分布域を挟むように主に東西に分布し、一部に砂岩を伴う。チャートは緑色岩中に層状あるいはレンズ状に挟在する。蛇紋岩は、初成鉱物は殆ど残存しないが、残留組織から原岩にはハルツバージャイトが卓越すると推定される。また、稀に比較的新鮮なかんらん石単斜輝石岩が存在する。石英閃緑岩には、有色鉱物は残存しないが、変成鉱物としてアクチノ閃石、パンペリー石、緑れん石および緑泥石が存在し、白亜紀の花こう岩質岩類とは明らかに異なる。

3. 接触変成域の存在

両調査地域内で緑色岩類を中心に各種岩石について約 600 枚の薄片を作製し、顕微鏡観察を行った。その結果として、区界地域の早池峰構造帯と北部北上帯との間では主要鉱物の組合せに相違が認められない。また、区界地域における後述する黒雲母出現域内の岩石類を除けば、両地域の間でも同様である。

区界地域には黒雲母が特徴的に出現する範囲がある。泥-砂質岩においては肉眼によってもその存在が認められることが多いが、検鏡の結果は、黒雲母がこの地域の西南部を除き、泥-砂質岩および緑色岩中に広く出現することを示した。この黒雲母出現域の泥質岩において、黒雲母は一般に白雲母と共存するが、きん青石やざくろ石(スベサルティン-アルマンディン固溶体)を伴うことがある。時には、紅柱石が出現する。また、黒雲母出現域の緑色岩には、アクチノ閃石あるいはホルンブレンドが、時に黒雲母あるいは単斜輝石を伴い、普通に出現する。特にアクチノ閃石は黒雲母非出現域の緑色岩に比べ結晶が大きく、量的にもはるかに多い。また、超苦鉄質岩(蛇紋岩化)にはトレモラ閃石、直閃石+滑石などが見出される。黒雲母の出現域は調査地域の西南部を除き広い範囲におよぶが、特に北部では花こう岩質岩(主として、中粒-細粒の花こう閃緑岩-石英閃緑岩)の小露頭や転石群の存在が認められる。東部では、花こう岩質岩類の露頭や転石は見出されていないが、潜頭性花こう岩質岩体が存在すると推定される。北部北上山地においては、接触変成作用を除き、黒雲母の形成をもたらした変成作用の存在は確認されておらず、黒雲母などの鉱物は白亜紀花こう岩質岩体の貫入による熱影響の結果と考えるのが妥当であろう。

一方、調査地域西南部の比較的狭い黒雲母の非出現域においては、泥質岩は白雲母+緑泥石の鉱物組合せ

Fig. 2. Distributions of pumpellyite, biotite and hornblende in the Kuzakai area.
Mineral abbreviations used in this paper are those of Kretz (1983) with a few exceptions.
Open circle, Pmp; solid circle, Bt; square, Hbl.

で代表され、緑色岩にはパンベリー石が特徴的に出現する。この黒雲母非出現域を便宜上パンベリー石出現域と呼ぶことにする。Fig. 2 にパンベリー石、黒雲母およびホルンブレンドの分布を示した。

盛岡地域では、パンベリー石が広く出現し、黒雲母は見出されない。しかし、後述するようにその一部では弱い接触変成作用の影響が認められる。このパンベリー石出現域は区界地域西端のそれに連続する。

4. 低温広域変成作用の鉱物組合せ

盛岡地域および区界地域のパンベリー石出現域の構成岩石には変成鉱物組合せ上の相違は認められないので、一括して記述する。また、黒雲母出現域の岩石類については記述を省略することとする。

緑色岩には、残留鉱物を除くと、アルバイト、石英、緑泥石、緑れん石、パンベリー石、アクチノ閃石、白雲母、スチルプノメレーン、炭酸塩鉱物が存在し、スフェーン、鉄鉱類、りん灰石、およびジルコンもまた見出される。ただし、パンベリー石の出現頻度は低く、アクチノ閃石の出現は比較的稀であり、プレーナイトは常に細脈中にのみ存在する。また、プレーナイトの他に石英、パンベリー石、緑泥石、緑れん石、炭酸塩

鉱物および稀にカリ長石が細脈鉱物として出現する。同一薄片内で観察される主要変成鉱物組合せは、細脈構成鉱物と常に存在する石英、アルバイトおよび緑泥石を除き構成鉱物二相以上に限定すると、以下のとおりである。

緑れん石+パンベリー石、
緑れん石+パンベリー石+アクチノ閃石、
緑れん石+アクチノ閃石。

上記に微量のスチルプノメレーンがしばしば伴われることがあるが、これは薄片内の狭い領域を考えたときはアクチノ閃石とは共存しない。

また、細脈においては次のとおりである。

緑れん石+プレーナイト、
緑れん石+パンベリー石+プレーナイト、
パンベリー石+プレーナイト。

ただし、炭酸塩鉱物を伴うことが多く、石英、アルバイトの一つあるいは両者を欠くことが少なくない。なお、極めて稀であるが緑泥石を密接に伴ってアクチノ閃石が出現する例がある。

泥～砂質岩類は、緑泥石+白雲母の組合せで特徴づけられ、凝灰質のときにはパンベリー石、石灰質のときには緑れん石、プレーナイトが出現することがある。

細脈の鉱物組合せは緑色岩と同様である。珪質岩類はチャート〜不純なチャートであり、アルバイト、緑泥石、白雲母、スチルプノメレーン、鉄鉱類が含まれることがある。

なお、これらの岩石や細脈においては炭酸塩鉱物とパンベリー石、プレーナイトなどのCa-鉱物が共存することが多い。

5. 主要変成鉱物の化学組成

主要な造岩鉱物について、EPMAにより化学分析を行った。構成鉱物の化学分析を行った岩石試料については、アルバイトおよび石英を除く主要鉱物の組合せをTable 1に示した。EPMA分析の結果から各種変成鉱物の分析値(点分析の平均値)をTable 2とTable 3に示した。なお、ここに扱う変成鉱物はすべてパンベリー石出現域の岩石中のものである。また、白雲母については次節で扱うことにする。

緑泥石: 本鉱物は各種岩石のマトリックスや細脈中に広く出現する。点分析の結果から、緑泥石の組成変

化をFig. 3に示す。同図のみならずFig. 4とFig. 5においても、すべて点分析値が細脈を除く同一薄片内、あるいは同一細脈内での主要共存鉱物により大別して示されている。緑泥石中のSi (O=14)は 3.0 ± 0.2 であり、Fe/(Mg+Fe)値は0.3から0.6まで変化する。したがって、本地域の緑泥石の化学組成は $R^{2+}_3Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$ でほぼ近似できる。また、Hey (1954)の分類に従えば、多くはビタノ緑泥石に属するが、ダイアパンダイトやプルンスジャイトに相当することもある。化学的自由度の限定されたアクチノ閃石+緑れん石+パンベリー石+緑泥石の組合せにおける緑泥石はSi=2.85-3.15である。しかし、そのFe/(Fe+Mg)値は、区界地域と盛岡地域の間では変化範囲が異なり、前者では0.36-0.41で、後者では0.41-0.52である。なお、プレーナイトと共存する緑泥石はFeに富む傾向が区界地域で認められる。

プレーナイト: プレーナイトは石灰質泥岩〜砂岩に稀に出現するが、通常の砂岩・泥岩、珪質岩および緑色岩には出現せず、それらを切る細脈中にのみ見出される。化学分析の結果では、その $Fe \times 100 / (Al + Fe)$ の最大値は約15である(Fig. 4a)。

緑れん石: 緑れん石は緑色岩類の主要鉱物の一つであり、その他の岩石類にも少量ながら広く見出される。その $Fe \times 100 / (Al + Fe)$ ($=X_{Fe}$)値は、両地域間に相違があり、区界地域で39-24、盛岡地域で38-18の変化範囲を示す(Fig. 4b)。特に、アクチノ閃石+パンベリー石+緑れん石と共存する緑泥石の同値は盛岡地域において低い傾向がある。なお、緑泥石+パンベリー

Table 1. Main metamorphic mineral assemblages of analysed samples in this paper

No.	Sp.No.	Chl	Ep	Pmp	Act	Ms	St	An, Min.	RT
A. Kuzakai area									
1	722072	+	+	+	++			Ab [#] , Ms ^m , Prh ^v	Gs
2	81106	+	+	++				Ms ^m	Gs
3	81111	+	+	++					Gs
4	81702	++				+			Pe
5	81705	+				++			Pe
6	81706	++				++		Ab [#] , Prh ^v	Ps
7	81707	+	++	+					Gs
8	848127	+	++	+	+				Gs
9	8487-5	+				++			Pe
10	8489-5	+				++			Pe
11	867021	+	+	+	++				Gs
12	102308	+	+	++					Gs
13	848104	+				++	+		Pe
14	84982	+				++	+		Pe
B. Morioka area									
15	80102	+				++			Pe
16	801101	++	+	+	+			Ms ^m	Gs
17	80910	+	+	+	+				Gs
18	81408	+	++	+	+				Gs
19	81804	+	+	++	+			Ms ^m , Kfs ^v , Prh ^v	Gs
20	100103	+	+	+	+				Gs
21	801102	+	++		+				Gs
22	80804	+	++		+				Gs

Albite and quartz are always present.
+ Present as a major phase. * Chemical analysis is listed in this paper. # Major mineral. ^m Minor mineral. ^v Vein mineral. An, Min., other minerals whose chemical analyses are also listed in this paper; RT, rock type; Gs, greenstone; Pe, pelitic rock; Ps, psammitic rock.

Fig. 3. Compositions of chlorites in the Si-Fe/(Mg+Fe) diagram. Open and solid symbols are from the Morioka and Kuzakai areas, respectively. Triangle, with Pmp+Ep or Pmp; circle, with Pmp+Ep+Act; square, with Pmp+Ep+Prh or Pmp+Prh or Prh.

Table 2. Selected microprobe analyses of epidotes, prehnites and pumpellyites

No. Sp.No.	1 81707	2 81408	3 848127	4 100103	5 81707	6 81106	7 8111	8 81804	9 102308
Mineral	Epidote			Prehnite			Pumpellyite		
SiO ₂	37.88	37.81	37.81	43.84	43.67	43.18	36.87	36.54	35.70
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	24.01	23.14	22.72	24.51	23.31	21.36	24.42	21.13	17.93
Fe ₂ O ₃ *	12.82	13.53	14.04	0.20	2.10	4.41	4.63 [#]	10.59 [#]	16.11 [#]
MnO	0.08	0.23	0.09	0.07	0.06	0.05	0.34	0.15	0.24
MgO	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	1.64	1.25	0.55
CaO	23.33	23.18	23.03	26.89	26.78	26.73	22.96	22.51	22.13
Na ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02
Total	98.16	97.93	97.73	95.57	95.95	95.76	92.71	92.35	92.69
Atomic proportions									
	O = 12.5			O = 22			Cations = 16		
Si	3.001	3.013	3.021	6.021	6.017	6.020	5.994	6.053	6.010
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	-	0.001	0.001	0.003	0.001
Al	2.242	2.173	2.140	3.967	3.784	3.510	4.678	4.125	3.557
Fe	0.764	0.811	0.844	0.021	0.218	0.462	0.874	1.480	2.267
Mn	0.005	0.005	0.006	0.008	0.007	0.006	0.047	0.021	0.034
Mg	0.003	-	0.002	0.006	0.002	0.002	0.397	0.308	0.137
Ca	1.980	1.987	1.971	3.956	3.952	3.991	3.997	3.994	3.990
Na	-	0.003	0.002	0.002	-	-	0.010	0.010	-
K	-	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.006	0.004
Total	7.995	7.994	7.987	13.984	13.983	13.984	(16.000)	(16.000)	(16.000)
X	25.4	27.2	28.3	0.5	5.4	11.6	14.7	25.0	38.0
Range	24-26	23-31	24-38	0.2-1	3-9	3-15	12-22	15-39	37-39
Spot	4	3	7	4	3	3	4	3	3

All the analyses are averages of three to seven point analyses.

* Total iron as Fe₂O₃. # Total iron as FeO. n.d. Not determined (in all the tables). X, Fe×100/(Al+Fe) for epidote and prehnite, and Fe×100/(Al+Fe+Mg) for pumpellyite; Range, the range of X in point analyses; Spot, the numbers of point analyses.

石+アクチノ閃石と共存する緑れん石はコアからリムへと $X_{Fe}=38\sim24$ あるいは $31\sim18$ までの組成帯を示す例がある。盛岡地域において明瞭な二層の組成帯構造をもつ緑れん石が出現することがあるが、これの組成は上記の組成変化範囲から除いた。その理由などについては後述する。

パンベリー石：パンベリー石は緑色岩および凝灰質の泥岩～砂岩のマトリックスと細脈の両者に出現する。その化学組成を $Al-Fe^*(全鉄)-Mg$ 三角図に示した (Fig. 5)。アクチノ閃石+緑れん石+緑泥石と共存するパンベリー石の化学組成は累帯構造を示すため広く変化する。その変化範囲は、盛岡地域に比較し、区界地域においてやや鉄に富む傾向がある。

アクチノ閃石：アクチノ閃石は、細脈中の少例を除

き、緑色岩にのみ見出されるがその出現頻度は低く、量的にも乏しい。単斜輝石残晶の縁辺部に overgrowth するとともに、マトリックスにも出現する。一般に繊維状～針状結晶であり、稀に細柱結晶をなす。アクチノ閃石は、 Al_2O_3 2%以下で、 Na_2O は 0.5% 以下である。パンベリー石+緑れん石+緑泥石と共存するアクチノ閃石の $Fe\times100/(Mg+Fe)$ 値は、区界地域では変化範囲が小さく 30-32 であり、盛岡地域では 30-41 である。

アルバイト：珪質岩を除き、各種岩石に普遍的に出現する。分析の行われた限りでは、その化学組成は Ab_{87} から Ab_{93} 程度である。

カリ長石：緑色岩を切る細脈中のカリ長石について分析が行われた。その結果は、 $KAlSi_3O_8$ には近い組

Table 3. Selected microprobe analyses of chlorites, actinolites and feldspars

No. Sp.No.	1 801101	2 81706	3 81702	4 81408	5 722072	6 857021	7 81707	8 81106	9 100103
Mineral	Chlorite			Actinolite		Albite		Kfs	
SiO ₂	28.05	26.55	26.35	54.78	55.07	54.93	68.70	66.48	65.29
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.00	n.d.	0.00
Al ₂ O ₃	19.48	20.15	18.46	0.97	1.46	1.43	20.03	20.35	18.31
FeO*	21.73	26.73	29.11	15.34	12.02	11.63	0.08 [#]	0.18 [#]	0.18 [#]
MnO	0.32	0.72	1.58	0.31	0.23	0.22	0.00	n.d.	0.00
MgO	17.44	13.14	11.59	14.39	15.06	15.73	0.00	n.d.	0.00
CaO	0.04	0.01	0.02	12.48	12.81	12.85	0.37	1.37	0.04
Na ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.21	0.49	0.45	11.63	11.05	0.26
K ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.06	0.09	0.08	0.11	0.09	16.81
Total	87.08	87.32	87.17	98.55	97.26	97.35	100.92	99.52	100.89
Atomic proportions									
	O = 28			O = 23		O = 32			
Si	5.816	5.663	5.748	7.903	7.931	7.895	11.907	11.730	11.996
Al ^{IV}	2.184	2.337	2.252	0.097	0.069	0.105	0.093	0.270	0.004
Al ^{VI}	2.576	2.727	2.493	0.068	0.178	0.138	3.998	3.961	3.960
Ti	0.001	0.001	0.004	0.001	0.003	0.003	-	-	-
Fe	3.776	4.765	5.307	1.850	1.447	1.397	0.010	0.024	0.025
Mn	0.056	0.129	0.292	0.038	0.028	0.027	-	-	-
Mg	5.390	4.117	3.768	3.094	3.232	3.369	-	-	-
Ca	0.009	0.003	0.005	1.928	1.976	1.977	0.069	0.259	0.008
Na	0.004	-	0.008	0.059	0.137	0.125	3.907	3.779	0.093
K	-	0.003	0.005	0.011	0.016	0.015	0.024	0.020	3.938
Total	19.802	19.805	19.882	15.049	15.017	15.051	20.008	20.043	20.024
X	41.1	53.3	58.5	37.4	30.9	29.3	-	-	-
Ab	-	-	-	-	-	-	97.7	93.1	97.5

All the analyses are averages of three point analyses. * Total iron as FeO. # Total iron as Fe₂O₃. X, $\text{Fe} \times 100 / (\text{Mg} + \text{Fe})$; Ab, $\text{Na} \times 100 / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ for albite and $\text{K} \times 100 / (\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ for K-feldspar.

成を示す (Table 3)。

6. 白雲母の化学組成の比較

パンペリー石出現域および黒雲母出現域における白雲母固溶体の化学組成をそれぞれ Table 4 と Table 5 に示した。パンペリー石出現域では、緑色岩、砂岩および泥岩中の白雲母、黒雲母出現域では泥岩中のその化学分析を行った。

パンペリー石出現域の白雲母において、SiO₂ は 54.5% (重量) に達し、MgO は緑色岩、砂岩、泥岩の順序で減少する傾向があり、3.9 から 1.8% の範囲で変化する。鉄の含有量は全鉄として扱っているためか変化傾向は明瞭ではない。いずれの分析値においても O=22 として計算したときの (Fe+Mn+Mg) は約 0.8 以上なので、これらはフェンジャイト質雲母と呼ぶことにする。

区界地域の黒雲母出現域において分析された白雲母は、黒雲母と共存する。黒雲母の分析値の一例を併示した (Table 5)。黒雲母出現域の白雲母はパンペリー石出現域のそれに比べ、SiO₂, total FeO および MgO に乏しく、Al₂O₃ に富み、白雲母の理想式 KAl₂Si₃AlO₁₀(OH)₂ に近い化学組成を示している。したがって、両域の白雲母は化学組成上区別し得る (Fig. 6)。

両域の白雲母固溶体は、O=22 として (Na+K+Ca)=1.88-1.95 であり、恐らく Wang and Banno (1987) の指摘するイライトあるいはパイロフィライト置換 (KAl=*Si; *は空隙) の存在を示唆するものと考えられる。この置換の存在を考えたとき、Fig. 6 において分析された雲母の組成が Ms (白雲母端成分) と AC (Al-セラドナイト端成分) の連結線に近接して位置することは、必ずしも Fe³⁺ が全く、あるいは殆ど存在しないことを示すものではない。

Fig. 4. Frequency diagrams showing the $\text{Fe} \times 100 / (\text{Al} + \text{Fe})$ values of prehnites (a) and epidotes (b). Fr: Frequency. a. 1, with Chl from the Morioka area; 2, 3 and 4, with Chl, Pmp+Chl and Pmp+Ep+Chl, respectively, from the Kuzakai area. b. 1 and 2 are from the Morioka area. 3 and 4 are from the Kuzakai area. 1 and 3, with Pmp+Chl; 2 and 4, with Pmp+Act+Chl.

Fig. 5. Compositions of pumpellyites in the Al-Fe*(total Fe)-Mg diagram. 1 and 2 are from the Morioka and Kuzakai areas, respectively. a. with Ep+Act+Chl, b. in the other assemblages.

南部北上山地の遠野花こう岩体の西側接触変成帯は、黒雲母帯より低温部に緑泥石+白雲母帯をもつことが知られている (Seki, 1957)。区界および盛岡地域のパンペリー石出現域の泥質岩中の白雲母は、大迫

一宮守地域の遠野接触変成帯の緑泥石+白雲母帯に相当するパラゴナイト帯泥岩 (異常に Fe に富むものを除く) 中の白雲母 (Okuyama-Kusunose, 1988) に比べ明瞭にセラドナイト成分に富んでいる (Fig. 6)。ま

Table 4. Microprobe analyses of phengitic micas

No. Sp.No.	1 8111	2 81106	3 100103	4 80910	5 81705	6 80102	7 8489-5	8 8487-5	9 81705
SiO ₂	54.47	53.70	53.38	52.92	52.55	52.34	50.45	50.80	50.47
TiO ₂	0.32	0.25	0.23	0.21	0.21	0.19	0.14	0.10	0.11
Al ₂ O ₃	21.29	21.93	23.36	25.52	24.88	25.60	27.66	28.22	28.28
FeO*	4.75	4.57	4.94	3.01	3.45	3.59	3.70	4.01	3.81
MnO	0.11	0.12	0.05	0.16	0.08	0.14	0.12	0.10	0.04
MgO	3.93	3.76	2.96	3.40	3.42	3.04	2.07	1.94	1.78
CaO	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05
Na ₂ O	0.18	0.24	0.29	0.27	0.43	0.17	0.31	0.27	0.25
K ₂ O	10.75	10.77	10.98	10.77	10.68	10.89	10.84	10.86	10.94
Total	95.82	95.38	96.21	96.29	95.73	96.01	95.34	96.34	95.73
Atomic proportions on the basis of O = 22									
Si	7.306	7.239	7.148	7.007	7.020	6.978	6.786	6.766	6.760
Al ^{IV}	0.694	0.761	0.852	0.993	0.980	1.022	1.214	1.234	1.241
Al ^{VI}	2.671	2.723	2.834	2.989	2.936	3.000	3.170	3.195	3.222
Ti	0.032	0.025	0.023	0.021	0.021	0.019	0.015	0.010	0.011
Fe	0.533	0.515	0.553	0.333	0.385	0.400	0.416	0.446	0.426
Mn	0.013	0.014	0.006	0.018	0.009	0.016	0.014	0.011	0.005
Mg	0.785	0.755	0.590	0.671	0.681	0.604	0.415	0.385	0.356
Ca	0.003	0.006	0.003	0.004	0.004	0.007	0.007	0.005	0.007
Na	0.047	0.062	0.076	0.069	0.111	0.044	0.081	0.070	0.065
K	1.838	1.851	1.875	1.819	1.820	1.851	1.859	1.845	1.869
Total	13.922	13.951	13.960	13.924	13.967	13.941	13.977	13.967	13.964
S	60.9	60.3	59.6	58.3	58.4	58.0	56.5	56.2	56.3
A	28.0	29.0	30.8	33.2	33.2	33.5	36.5	36.8	37.2

All the analyses, which are plotted in Fig. 6, are averages of three point analyses. * Total iron as FeO. S, $\text{Si} \times 100 / (\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$; A, $\text{Al} \times 100 / (\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$.

た、領家変成帯低温部の白雲母 (Wang and Banno, 1987) を、緑泥石帯と黒雲母帯のそれらに大別し、それらの組成を比較のため Fig. 6 に併示した。ただし、Wang and Banno (1988) の緑泥石帯と緑泥石+黒雲母帯との間の移行帯における泥質岩中の白雲母は緑泥石帯に、砂質岩中の白雲母は黒雲母帯に各々区分した。後者において白雲母は黒雲母と共存する。本論のパンベリー石出現域の白雲母は領家変成帯緑泥石帯の白雲母組成域の Si に富んだ部分に示され、黒雲母出現域のそれは組成上領家変成帯黒雲母帯の Si に乏しい白雲母に類似している。白雲母の化学組成が黒雲母出現域で理想的な白雲母端成分に近く、パンベリー石出現域でセラドナイト成分に富みフェンジャイト質であり、泥質岩においても両者の間にかなりの組成上のギャップが存在する事実は、前者を接触変成域とし、後者をより低温の広域変成域とする考え方に矛盾しない。

7. 二層組成帯を示す緑れん石

盛岡地域の米内川沿い (JR 東日本山田線沿い) および東端部 (区界寄り) に分布する緑色岩には、時に顕微鏡下で明瞭にコアとリムに区分される二層からなる組成帯構造をもつ緑れん石が出現する。共存する有色鉱物はアクトノ閃石+緑泥石であり、緑れん石で置換されたと考えられるパンベリー石の仮像を伴うことがある。この種の緑れん石を含む岩石は、黒雲母出現域に属することが明瞭な緑色岩と同様に、アクトノ閃石の量が著しく多いのも特徴的である。ただし、稀に弱い片埋を伴い縞状組織をもつ緑色岩には、二相累帯構造をもつ緑れん石の存在するそれと異なる薄層にパンベリー石が残存することがある。

顕著な二層の組成帯構造を示す緑れん石のコアからリムへの化学分析値を代表的な 2 例について Table 5 に示した。また、Si, Al および Fe に関する部分分析を約 130 点に行った結果を主な基礎として Fig. 7

Table 5. Microprobe analyses of muscovites, biotite and epidotes in rocks affected by contact metamorphism

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sp.No.	84982	848104			80804			801102	
Mineral	Muscovite	Biotite	Epidote						
			core		rim			core	rim
SiO ₂	46.91	46.96	35.59	36.98	38.12	38.40	38.65	37.45	38.61
TiO ₂	0.41	0.31	1.57	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	35.73	35.48	19.53	20.93	24.69	25.93	28.56	22.08	28.57
Fe ₂ O ₃ *	1.01 [#]	0.93 [#]	19.99 [#]	16.23	11.65	9.84	6.90	15.19	6.89
MnO	0.03	0.03	0.48	0.21	0.27	0.16	0.08	0.10	0.09
MgO	0.63	0.62	8.57	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
CaO	0.01	0.01	0.02	22.99	23.22	23.74	23.67	23.23	23.77
Na ₂ O	0.59	0.64	0.33	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	10.65	10.60	9.62	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
Total	95.97	95.58	95.70	97.37	98.01	98.10	97.93	98.08	97.86
Atomic proportions									
	O = 22			O = 12.5					
Si	6.188	6.216	5.422	3.000	3.012	3.013	3.000	2.999	2.999
Al ^{IV}	1.812	1.784	2.578	-	-	-	-	0.001	0.001
Al ^{VI}	3.742	3.750	0.928	2.000	2.299	2.397	2.612	2.083	2.613
Ti	0.040	0.031	0.179	0.000	0.000	-	0.000	-	-
Fe	0.112	0.103	2.545	0.990	0.692	0.581	0.403	0.915	0.397
Mn	0.003	0.003	0.062	0.015	0.018	0.011	0.005	0.007	0.006
Mg	0.124	0.122	1.946	-	0.001	0.001	0.002	-	0.001
Ca	0.002	0.002	0.004	1.997	1.965	1.995	1.968	1.993	1.977
Na	0.151	0.165	0.097	0.001	0.005	0.001	0.001	0.003	0.001
K	1.791	1.789	1.868	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001
Total	13.968	13.965	15.629	8.004	7.994	8.000	7.994	8.002	7.996
S	51.6	51.4	40.2	33.1**	23.1**	19.5**	13.4**	30.5**	13.2**
A	46.4	46.5	26.0	-	-	-	-	-	-

Mica analyses, in which muscovite analyses are plotted in Fig. 6, are averages of three point analyses. * Total iron as Fe₂O₃. # Total iron as FeO. ** Fe×100/(Al+Fe). Symbols S and A as in Table 4.

を作成した。この緑れん石においては、 $X_{Fe}=34-28$ の中心部から数ミクロン幅の中間組成部を経て $X_{Fe}=22-13$ の外縁部へと、組成が急変する。一方、本地域でアクチノ閃石+パンベリー石+緑泥石と共存する緑れん石は、組成累帯が著しいとき、そのリムの組成は $X_{Fe}=20-18$ である。この二層の組成累帯を有する緑れん石の存在は、変成条件の急激な変化を示唆するものであろう。この場合、パンベリー石が不安定となる反応としては、

の可能性が指摘できる。これは、Nitsch (1971) の実験に示されるように温度依存性が高い反応であり、温

度上昇に伴い右に進行したと考えられる。恐らく、変成条件の急変は白亜紀花こう岩質岩体の貫入による熱影響の結果と推定される。しかし、これらの二層に分けられる組成累帯を示す緑れん石が出現する地点の付近には、花こう岩質岩類の露頭あるいは転石の存在は認められない。したがって、区界地域の一部とともに Shiba *et al.* (1981) が指摘した葛巻地域と同様に潜頭性の岩体の存在を考える必要がある。

8. 区界地域と盛岡地域の比較

区界および盛岡の両地域は、頻度が低いがパンベリー石-アクチノ閃石相の代表的な鉱物組合せ（橋本, 1966）であるアクチノ閃石+パンベリー石+緑れん石+緑泥石（+アルバイト+石英）が緑色岩に出現す

Fig. 6. Compositions of muscovites in the Si-Al-(Fe+Mn+Mg) diagram. Solid circle, open circle and lozenge, in greenstone, pelitic rock and psammitic rock, respectively, from the pumpellyite occurring zone; square, in pelitic rock from the biotite-occurring zone; open and solid triangles, average compositions of muscovites from the paragonite and andalusite zones, respectively, of the Tono contact aureole, Kitakami Mountains (Okuyama-Kusunose, 1988). I and II, Compositional fields of muscovites in the biotite-free and biotite zone of the Wazuka area in the Ryoke metamorphic belt (Wang and Banno, 1988). AC: Al-celadonite, $K(Mg, Fe^{2+}, Ms)AlSi_4O_{10}(OH)_2$. FC: Fe^{2+} -celadonite, $K(Mg, Fe^{2+}, Mn)Fe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$.

ること、プレーナイトは石灰質の泥岩～砂岩に稀に存在するが緑色岩では細脈中にのみ出現することなどの共通点がある。しかし、上記の鉱物組合せにおいて、盛岡地域にて緑泥石およびアクチノ閃石の各組成範囲が鉄に富み、区界地域にて緑れん石の組成範囲は鉄に富み、パンベリー石も同様な傾向にあることは、両地域における相違として重要な事実である。

Nakajima *et al.* (1977) は、上記 4 相共存（＋アルバイト＋石英）において、緑れん石およびパンベリー石の $Fe/(Al+Fe)$ 値は温度上昇とともに減少することを示した。共存するパンベリー石と緑れん石の $Fe/(Al+Fe)$ 値が温度上昇とともに減少することは広く認められている事実である（例えば、Schiffman and Liou, 1983）。一方、饗場（1982）により、緑色岩における上記 4 相の組合せの出現は温度上昇とともに $Fe/(Mg+Fe)$ のより高い化学組成をもつ岩石に拡大することが明らかにされた。これらの鉱物の出現における総化学組成との関係は盛岡-区界地域においても同様である。したがって、区界地域と盛岡地域はともにパ

Fig. 7. Chemical composition of a zoned epidote. a. Line-profile. b. Contour map. Black patches represent magnetite inclusions. X_{Fe} : $Fe \times 100 / (Al + Fe)$.

ンベリー石-アクチノ閃石相の低温部の条件下で変成作用を受けたが、両地域間の上記 4 相の鉱物組合せにおける鉱物化学的な相違は変成温度が盛岡地域においてやや高かったことを示すものと考えられる。両地域は事実上連続するので、変成温度は東から西へと上昇の傾向にあったとみなすことができる。

9. おわりに

南部北上山地のみならず北部北上山地においても、白亜紀中期の花こう岩質岩体の貫入による接触変成域は予想以上に広範囲に及んでいる。第 1 節で述べたように、北上山地におけるプレーナイト-パンベリー石相～パンベリー石-アクチノ閃石相の変成作用を受けたと考えられる岩石の時代は下部白亜系までに限定される。これらの低温変成岩類は、その性質上白亜紀花こう岩体群の接触変成域であることが明瞭な区域外の

み見出される。本報告においては、白亜紀の花こう岩質岩体の貫入による接触変成作用に先立つ低温の広域変成作用の存在を支持する立場で記述が行われてきた。変成温度の変化を示すと考えられる鉱物学的事実を挙げ、この前提の成立する可能性が大きいことが指摘された。これに関連して、黒雲母出現域とパンベリー石出現域の白雲母などの絶体年代の測定が望ましい。しかし、後者における変成鉱物は極めて細粒であり分離に困難性がある。次の機会に北部北上山地の他の地域に存在する低温変成岩類の記載を行うこととし、年代測定は今後の課題としたい。

謝 辞 岩手大学の大上和良氏には、コノドント化石の鑑定をして戴いた。明記して謝意を表する。また、盛岡地域の野外調査にご協力いただいた佐々木伸浩氏に感謝する。本研究に要した費用の一部には、文部省科学研究費補助金 (No. 61540580) を使用した。

引用文献

- 幾場清文 (1982), 四国中西部秩父累帯北帯, 中津・名野川地域の三波川変成作用, 地質雑, 88, 875-885.
- Cho, M., Liou, J.G. and Maruyama, S. (1986), Transition from the zeolite to prehnite-pumpellyite facies in the Karmutsen metabasites, Vancouver Island, British Columbia. *J. Petrol.*, 27, 467-494.
- 橋本光男 (1966), ブドウ石-パンベリー石変グレイワッケ相, 地質雑, 72, 253-265.
- Hey, M.H. (1954), A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 30, 277-292.
- Kretz, R. (1983), Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68, 277-279.
- 箕浦幸治 (1985), 北上・阿武隈はどこからきたのか—東北日本の地質構造のおいたち—. 科学, 58, 14-23.
- 守屋資郎 (1969), 東北地方三陸沿岸の低変成岩, 岩鉱, 62, 55-65.
- Moriya, S. (1972), Low-grade metamorphic rocks of the northern Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3*, 11, 239-282.
- Nakajima, T., Banno, S. and Suzuki, T. (1977), Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic rocks of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *J. Petrol.*, 18, 263-284.
- Nitsch, K.H. (1971), Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyithaltigen Paragenesen. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 30, 240-260.
- 大上和良, 永広昌之, 大石雅之 (1986), 南部北上山地北縁部の中・古生層と“早池峰構造帯”の形成, 北村信教授記念論文集, 313-330.
- 大上和良, 永広昌之, 栗谷川寛衛, 浅沼晃子 (1987), 北上山地, “早池峰構造帯”中の *Leptophloeum* 産出層, 地質雑, 93, 321-327.
- Okuyama-Kusunose, Y. (1988), Petrology of pelitic metamorphic rocks in the contact aureole around the Tono granodiorite mass, Kitakami Mountains, Northeast Japan. Unpubl. Dr. Thesis, Tohoku Univ., pp. 113.
- 小貫義男 (1981), 北上山地, 北上川流域地質図 (二十万分之一) 説明書第1篇, 長谷地質調査事務所二十周年記念刊行, 3-223.
- 佐々木伸浩 (1982), 北上山地早池峰構造帯, 盛岡市北東部の低温変成岩類, 弘前大学卒業論文 (手記), pp. 63.
- Schiffman, P. and Liou, J.G. (1983), Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 91-101.
- Seki, Y. (1957), Petrological study of hornfels in the central part of the Median zone of Kitakami Mountainland, Iwate Prefec. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, B, 2, 309-360.
- Shiba, M., Onuki, H. and Kosaka, N. (1984), Notes on petrography and rock-forming mineralogy (17) Relics of magnesioriebeckite and stilp-nomelane in metabasites from the Kuzumaki area, northern Kitakami Mountains. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 79, 81-87.
- 島津光夫 (1979), 北上山地の白亜紀—古第三紀火成作用に関する2, 3の問題, 地質学論集, No. 17, 113-120.
- 滝澤文教, 一色直記, 片田正人 (1974), 金華山地域の地質, 地域地質研究報告, pp. 66, 地質調査所.
- Wang, G-F. and Banno, S. (1987), Non-stoichiometry of interlayer cations in micas from low-grade metamorphic rocks in the Ryoke and the Sanbagawa belts, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 313-319.